



TITLE:

2018年7月中旬以降の記録的な高温 をもたらした大気循環場の特徴

AUTHOR(S):

若松, 俊哉; 竹村, 和人; 戸川, 裕樹; 新保, 明彦

CITATION:

若松, 俊哉 ...[et al]. 2018年7月中旬以降の記録的な高温をもたらした大気循環場の特徴. 平成30年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2019: 19-30

ISSUE DATE:

2019-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/240932>

RIGHT:

2018 年 7 月中旬以降の記録的な高温をもたらした 大気循環場の特徴

若松 俊哉、竹村 和人、戸川 裕樹、新保 明彦（気象庁気候情報課）

1. はじめに

日本では、主に 7 月上旬に発生した「平成 30 年 7 月豪雨」に続く形で、夏には猛烈な暑さに見舞われた。また、暑さが一種の災害であるとの認識が国民の間に広がり、猛烈な暑さが見込まれる時間帯には活動を休止するような対応が良く見られるようになるなど、「災害級の暑さ」というフレーズとともに暑さ対策への社会の意識が例年になく高まったことも今年の特徴であった。本稿では、7 月中旬以降の記録的な高温と関係する大気循環場の特徴について、主に夏（6-8 月）平均に着目して解析し、報告する。

なお、ここまでの夏の高温の解説については、異常気象分析検討会からの助言をもとに取りまとめられた気象庁報道発表資料(JMA 2018)にもまとめられているので、適宜参照

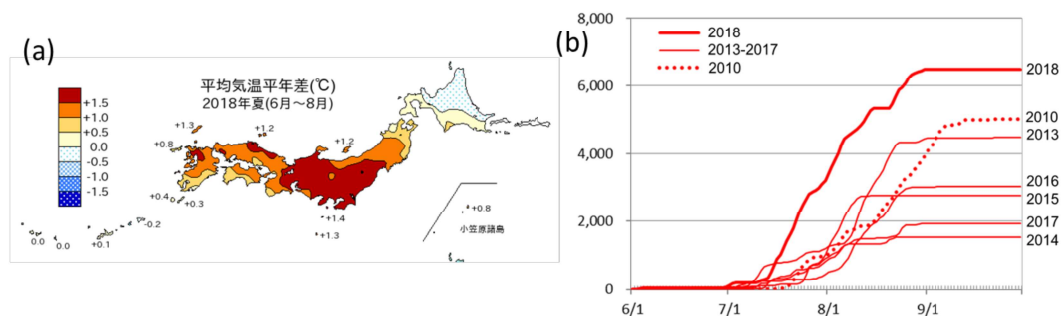
いただきたい。

2. データと解析手法

日本の気温算出には、気象庁の地上気象観測値と地域気象観測システム（アメダス）による観測値を用いる。

大気循環場の解析には、再解析データ JRA-55 (Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016) を用いた。海洋については、全球海面水温は全球客観解析 COBE-SST (Ishii et al. 2005)、海洋内部は全球海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G2 (Toyoda et al. 2015) を用いて解析している。

ここで、平年値については 1981-2010 年平均値と定義し、偏差とはこの平年値からの差を指す。

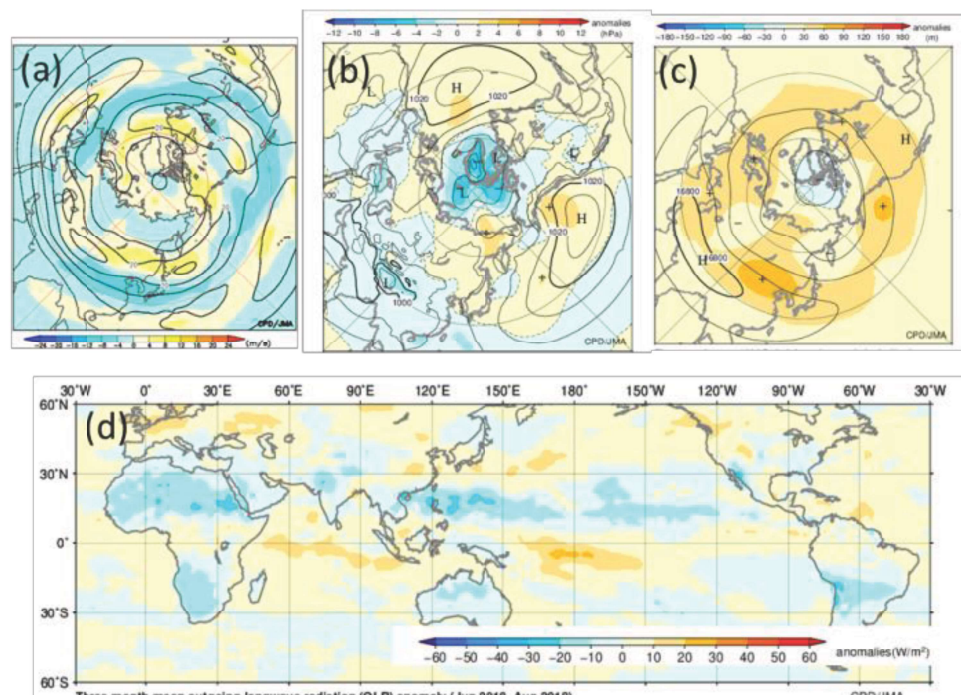


第 1 図 (a)2018 年夏の平均気温平年差(°C)。(b) 全国のアメダス地点で観測された猛暑日（日最高気温が 35°C 以上の日）の地点数の積算。2018 年は太線、近年 5 年については細線で示す。これまでの最高であった 2010 年についても太線で掲載している。

3. 2018 年夏の日本の特徴

2018 年夏（6-8 月平均）における、日本の平均気温偏差図を、第 1 図(a)に示す。東・西日本に広く高温領域が広がっており、特に東日本については+1.7℃という 1946 年の統計開始以降で最も高い偏差を記録した。実際、7 月 23 日には熊谷（埼玉県）で日最高気温が 41.1℃となり、これまでに国内において観測された歴代最高記録を更新した。第 1 図(b)には全国のアメダス地点で観測された猛暑日（日最高気温が 35℃以上の日）の地

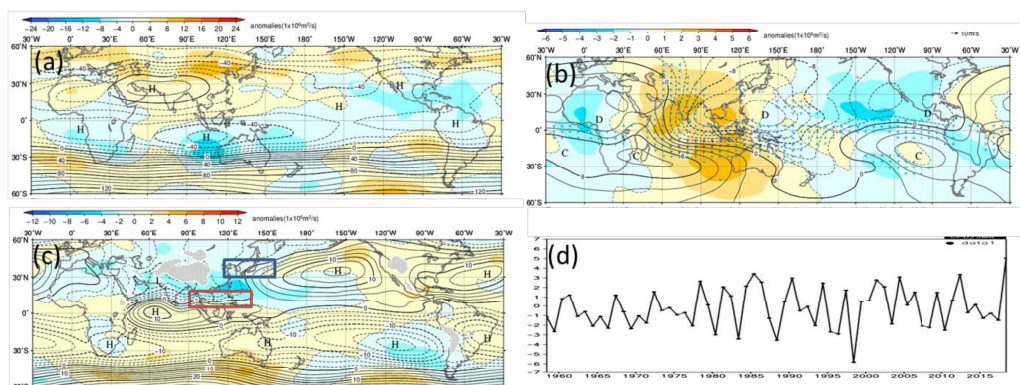
点数の積算を示している。1951 年の統計開始以降最も早い 6 月 29 日ごろに関東甲信地方で梅雨が明けたところから、猛暑日地点が近年にないペースで夏いっぱい増加している様子がわかる。夏の猛暑日地点数の積算は 6,479 地点で、9 月上旬にかけて記録的な高温が続いた 2010 年の 5,014 地点を超えている。このことから、2018 年夏の高温はその偏差の大きさだけでなく、その持続性についても特徴的であったことがわかる。



第 2 図 2018 年夏の循環場。(a) 200hPa 東西風(m/s)。(b)海面気圧(hPa)。(c)100hPa 高度(m)。(d)外向き長波放射量(W/m²)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。

この夏における循環場を第2図に示す。太平洋高気圧の勢力が強まるとともに亜熱帯ジェット気流も北日本以北に北上し、日本各地に梅雨明けがもたらされるのは、平年においては7月下旬頃である。一方、2018年の夏は、前述したように、梅雨明けが例年より早かったことから、日本付近の200hPa東西風(U200)及び海面気圧(SLP)を確認すると、亜熱帯ジェット気流の北偏及び太平洋高気圧の強化という梅雨明け後の夏の特徴が平年よりも強く表れている。この特徴は、特に7月において顕著である(図略)。また、対流圏上層について100hPa高度(Z100)を用

いて確認すると、チベット高気圧の北東側で高度が高くなっており、亜熱帯ジェット気流の北偏と整合的である。太平洋高気圧とチベット高気圧がともに日本付近に張り出していることから、日本付近は等価順圧的な構造を持った高気圧に覆われ、それが顕著な高温をもたらしていたことがわかる。また、積雲対流活動を外向き長波放射量(OLR)にて確認すると、フィリピン付近で活発となっており、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動は平年より活発であることがわかる。太平洋熱帯域の北半球側でも平年よりも活発な状況が見られる。



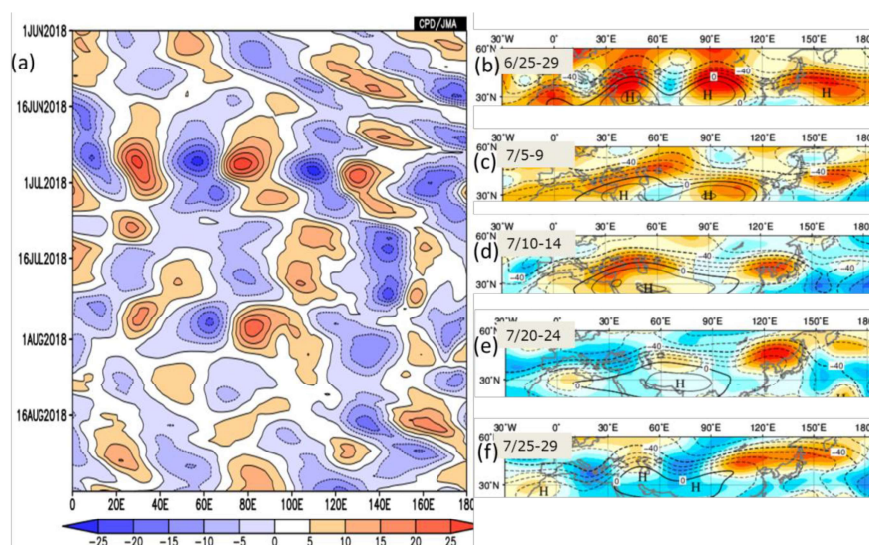
第3図 2018年夏の対流圏上層と下層の循環の特徴。(a) 200hPa 流線関数($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。 (b) 200hPa 速度ポテンシャル($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。 (c) 850hPa 流線関数($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。(d) アジアモンスーン循環指数(m/s)。850hPa 東西風平年偏差で図3(b)中の赤枠($5^\circ\text{N} \sim 15^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{E}$)領域平均と青枠($22.5^\circ\text{N} \sim 32.5^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$)領域平均との差で定義される。

引き続き、第3図には、2018年夏における流線関数を対流圏上層と下層について示している。850hPa流線関数($\phi 850$)を見ると、活発な積雲対流活動と整合的に、モンスーントラフの深まりが確認できる。この程度は例年はないほどの大きさであり、モデルの予測精度の評価などで使われるアジアモンスーン循環指数(850hPa東西風平年偏差で($5^\circ\text{N} \sim 15^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{E}$)の領域平均と($22.5^\circ\text{N} \sim 32.5^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$)の領域

平均との差)を計算すると、2018年夏は歴代1位の値である(第3図(d))。このフィリピン付近で活発な積雲対流活動の北方、日本の東海上には $\phi 850$ の正偏差を確認でき、太平洋高気圧の強化を通じて日本に高温をもたらすことで知られるPJパターン(Nitta 1987)が発現していることが期待される。なお、このPJパターンは、「平成30年7月豪雨」以降の7月に特に高温となった時期(7月11-24日平均)において特に顕著に確認で

きる(図略)。対流圏上層については、200hPa 流線関数(ψ 200)を確認すると、チベット高気圧の張り出しに対応した高気圧性循環偏差が、日本を含めた東アジア付近に見られる。また、200hPa 速度ポテンシャル(χ 200)から

は、対流圏上層において、北太平洋熱帯域の東部での活発な積雲対流活動域(第2図(d))を含む太平洋、それに加えて大西洋付近で発散偏差、インド洋付近で収束偏差となっている様子が確認できる。



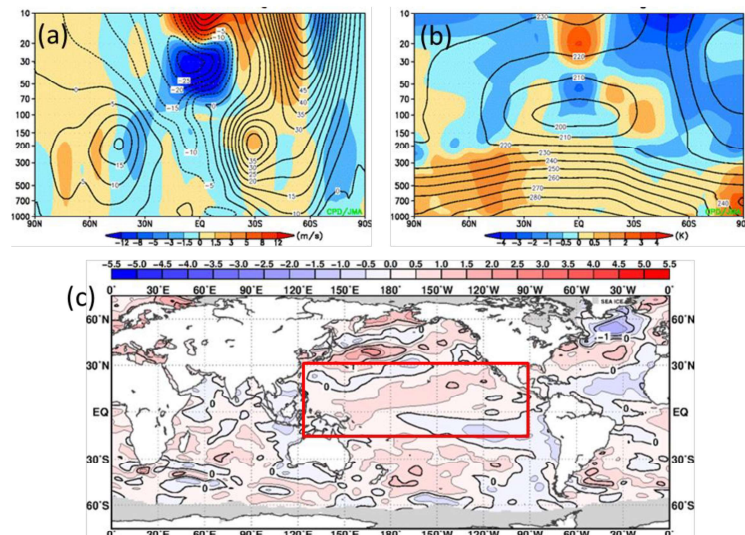
第4図 2018年夏におけるユーラシア大陸上でのジェット気流の蛇行に関する循環場の様子。(a) 35-45°N で平均した 200hPa 南北風平年偏差の 5 日移動平均。(b-f) 200hPa 流線関数($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。ここでは関東甲信地方の梅雨明け(6/29 ごろ)、平成 30 年 7 月豪雨(6/28-7/8)、熊谷での日最高気温 41.1℃の記録(7/23)、全国の 100 地点以上のアメダスで猛暑日の連続(7/14-26)、というイベント付近の循環場について、5 日間平均で示している。

上層におけるチベット高気圧偏差の形成について、亜熱帯ジェット気流の蛇行状況によって確認したのが第4図である。ここでは、日本上空を含む 35-45°E における 200hPa 南北風偏差を、夏の期間における 5 日移動平均にて示している。これを見ると、特に 6 月末から8月初めにかけて、ユーラシア大陸から日本の上空においては、亜熱帯ジェット気流がその位相を何度か変化させつつも蛇行を持続させていたことが確認できる。この亜熱帯ジェット気流に沿った波列状分布には準定常ロスビー波束の伝播関わって

り、その位相をたびたび固定させながらジェット気流の蛇行を持続されることで、順圧構造の高気圧の発達を通じて日本に高温をもたらすというシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)と類似した現象が発生していたことが考えられる。なお、第4図(b-f)において示されているように、この固定された波束伝播の位相は、日本全国の 100 地点以上のアメダスで猛暑日が継続した 7 月 14-26 日付近において日本の上空に高気圧性循環偏差をもたらしただけでなく、6 月末における関東甲信地方の梅雨明けにも関

係していると思われる。また、日本に上空の気圧の谷をもたらす位相に変化した 7 月初めにおいては、高温とは逆に、「平成 30 年 7

月豪雨」を日本にもたらす一因となっていた（豪雨の要因解析については、JMA(2018)を参照）。



第 5 図 2018 年夏における帯状平均場の状況及び海面水温の分布。(a)帯状平均した東西風 (m/s)、(b)帯状平均した気温(K)。解析値を等値線で、平年偏差を陰影で示している。(c)海面水温偏差(K)。赤枠は、海面水温の解析値を太平洋熱帯域のみに与える部分海面水温感度実験で使用了海域。

次に、全球の状況について確認する。第 2 図(a)にも見られるように、2018 年の夏は、ジェット気流は北半球で全体的に北偏し、北半球中緯度において広い範囲で高温となった。そのことは全球で帯状平均した東西風と気温（第 5 図(a,b)）においても確認することができる。300-850hPa 間の層厚換算温度を確認しても、北半球中緯度では高温な状態が春以降継続している様子が確認でき、その偏差は特に 7 月において顕著で、40-60°N 平均では 1958 年以降で歴代 1 位の高温となっている（図略）。次に、SST 偏差（第 5 図(c)）は、太平洋熱帯域の東部において高温領域が北偏しており、積雲対流活動の状況（第 2 図(d)）と照らし合わせると、ITCZ 帯が北偏

気味な第 2 図(a)の状況は、太平洋熱帯域の東部での高温偏差に伴うハドレー循環の変化によるものと考えられる。

4. 海面水温分布の特徴

太平洋の SST 偏差については、これは ENSO とはまた別の太平洋の固有モードである太平洋南北モード(Chiang and Vimont 2004)と偏差パターンが似ており、東部における SST 偏差の南北差(90-150°W 平均の 0-30°N 平均と 0-20°S 平均の差)で確認すると、1950 年以降では、エルニーニョ現象が発生した 2014 年と 2015 年の夏を除けば過去最大の偏差であり、春に特に顕著になった後に夏も継続していたことがわかる（図略）。

このような SST の南北偏差の持続には、wind-evaporation-SST(WES)フィードバックが寄与している可能性が指摘されている(Maeda et al. 2016)。このように、太平洋南北モードに似た SST 偏差は、その程度の大きさ及び持続性において、注目するに値する。

本研究では、これら 2018 年夏の海面水温分布の特徴について、特に海洋起源の循環場応答が期待できる太平洋南北モード的な偏差分布に着目し、気象庁の 1 か月予報モデルを用いた部分 SST 感度実験によって、その寄与の度合を調べた。

5. 2018 年夏の循環場を再現する SST 感度実験

5.1. SST 感度実験の設定

実験に用いる全球大気モデル (AGCM) は、1 か月予報だけでなく週間予報や台風予報にも運用されている、気象庁の全球アンサンブル予報システム(Yamaguchi et al. 2018) である。モデルに与える SST には、気象庁の現業で用いられている MGD-SST(Kurihara et al. 2006)の日別解析値及び気候値を用いている。解像度については、鉛直解像度については 0.01hPa までの 100 層であるが、水平解像度については本研究では TL159 (約 110km) へと現業仕様より荒くして用いている。

実際の 2018 年夏の SST 解析値を与えた実験と気候値を与えた実験を両方行い、それぞれのアンサンブル平均の差をもって、SST 解析値による大気循環場への応答を見ることとする。アンサンブルについては、LAF(lagged averaged forecast)法により、基準の 5 月 1 日 12 時(UTC)から 6 時間ごとさかのぼって 11 の初期値について実行し、総メンバー数 11 を確保する。SST 解析値を部

分的に与える場合には、領域境界を幅 10 度で確保し、気候値に向かって $\tanh(x)$ により領域外の気候値へと緩やかに結合させる。

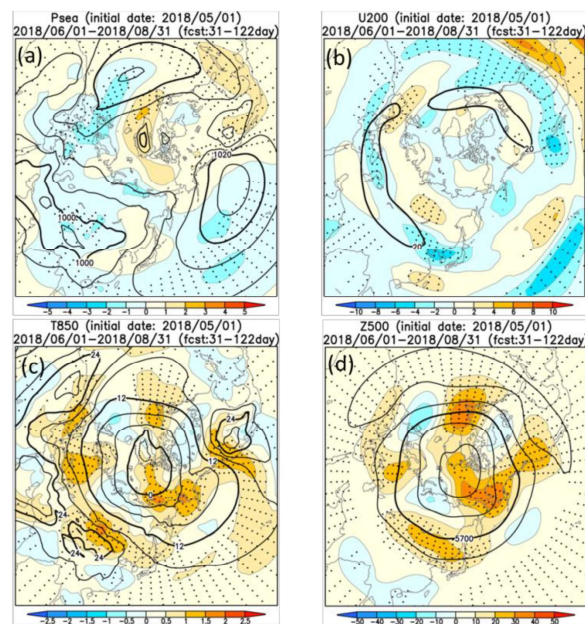
ここでは、まずは全球の SST を与える実験を行い、前の章で述べた 2018 年夏の循環場の特徴が AGCM によって再現できるかどうかを確認する。その後、太平洋南北モード的な SST 偏差 (第 5(c)の赤枠)に着目して、太平洋熱帯域(20°S-30°N, 125-270°E)のみに解析値を与える部分 SST 感度実験を実施する。

5.2. SST 感度実験の結果

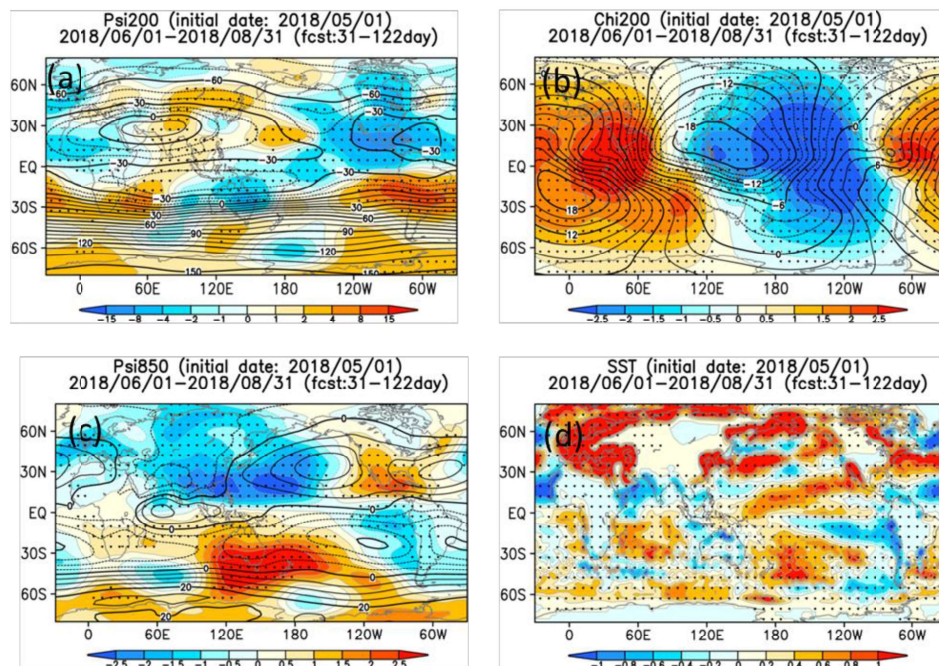
全球 SST 感度実験の結果について、第 6 図及び第 7 図に示す。与えた SST 分布の差は第 7 図(d)に示されているが、これは解析値の偏差分布 (第 2 図(d)) と同じになるように与えられていることが確認できる。なお、モデル結果はアンサンブル平均となっているため解析値よりも応答の変化が小さくなる傾向にあり、この章で示す実験結果の図は前節までの解析の図とは等値線間隔が異なっていることに注意されたい。 χ 200 からは、対流圏上層では太平洋付近で発散しインド洋付近で収束するという解析値(第 3 図(b))と同様な大まかな流れが、収束域が大西洋まで広がっているという点は解析値とは異なるものの、北太平洋熱帯域の東部での活発な積雲対流活動に駆動される東西の流れがおおむね再現できていることがわかる。また、U200 からは、北大西洋及びユーラシア大陸上空において偏西風が北偏している様子がわかり、850hPa 気温(T850)においては対流圏下層において北半球中緯度が広く高温偏差に覆われている応答となっている。このことから、全球的なジェット気流の北偏と北半球中緯度の高温という 2018 年夏の循環場に

については、SST が寄与している可能性があると言える。次に全球ではなく日本付近について確認すると、SLP では信頼度水準が 95%に達していないものの日本付近を正偏差が覆っており太平洋高気圧の張り出しについて再現しているものと思われる。ただし、SLP については、解析（第 2 図(b)）で見られたような NAO 指数が正となるような偏差分布となっていないため注意が必要で、太平洋及び北極域周辺については、SST だけではなく大気の内変動による効果も必要であると思われる。Z500 について見ると、日本付近は正偏差に覆われており、解析（図略）と傾向が一致している。流線関数については、 $\phi 200$ ではチベット高気圧の張り出しについて、 $\phi 850$ ではモンスーントラフの深まり

について、それぞれ解析（第 3 図(a,c)）を再現しているように考えられる。モンスーントラフの強化については、Zhang et al.(2016) が指摘しているように、低気圧性循環偏差の形成を通じた太平洋南北モードの北半球側の熱源による松野－ギル応答（Matsuno 1966; Gill 1980）を見ているものと考えることができる。チベット高気圧の日本付近への張り出しについては、夏期の典型的な形成要因である大陸上での加熱やアジアモンスーンに伴う対流活動の活発化(Hoskins and Rodwell 1995)が平年よりも強く効いていることが考えられるが、シルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)のような北半球中緯度での準定常ロスビー波束の伝播による効果も再現されている可能性がある。



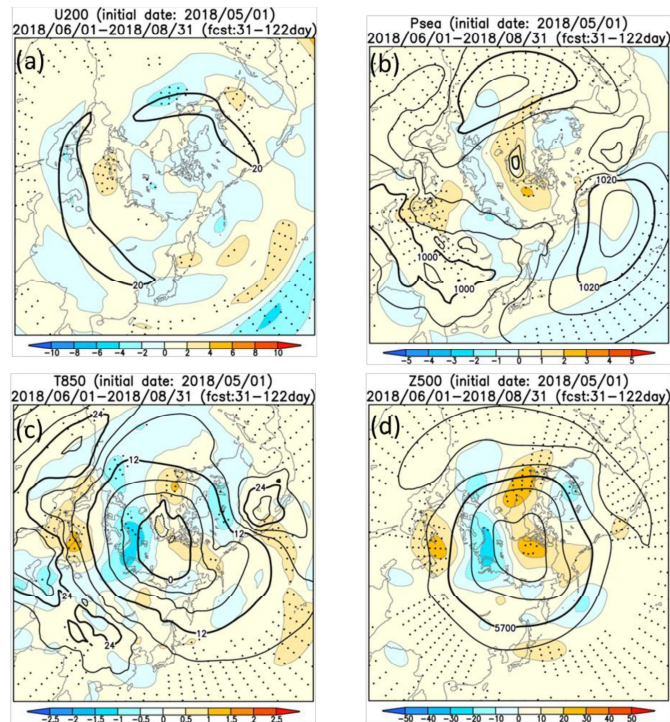
第 6 図 海面水温の解析値を全球に与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。(a)海面気圧(hPa)。(b)200hPa 東西風(m/s)。(c)850hPa 気温(°C)。(d)500hPa 高度(m)。解析値実験における結果を等値線、その結果の気候値実験からの差を陰影で示している。ドットは偏差の信頼度水準が 95%を超えていることを意味する。



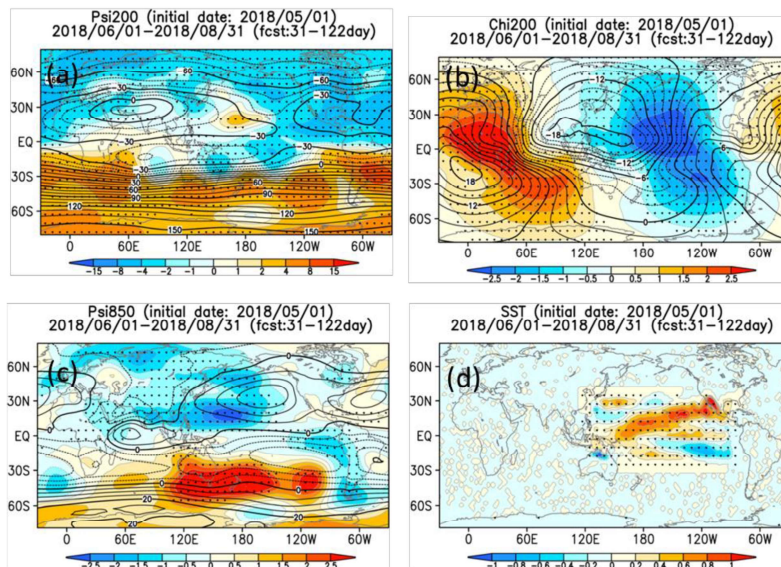
第7図 海面水温の解析値を全球に与えたときのAGCMによる2018年夏の再現実験結果。(a) 200hPa 流線関数($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。 (b) 200hPa 速度ポテンシャル($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。 (c) 850hPa 流線関数($1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。解析値実験における結果を等値線、その結果の気候値実験からの差を陰影で示している。ドットは偏差の信頼度水準が95%を超えていることを意味する。(d) AGCM に与えた SST の解析値実験と気候値実験との差。

次に、太平洋熱帯域 (20°S – 30°N , 125°E – 270°E) について部分的に SST 解析値を与えた実験の結果を第8図及び第9図に示す。部分的に SST 分布を与えている様子は第9図(d)で確認できる。AGCM の応答からは、まず、 $\chi 200$ を確認すると、対流圏上層では太平洋付近で発散し、解析値よりも広くインド洋付近及び大西洋で収束するという流れが確認できる。全球 SST を与えた実験の結果(第7図(b)と分布にあまり差が見られないことから、全球 SST で見られた $\chi 200$ の特徴は大西洋熱帯域での SST 分布に多く由来している可能性が考えられる。また、全球 SST 実験で再現できたような、大西洋からユーラシア大陸上空にかけてのジェット気流の北偏と、北半球中緯度での高温が、おお

むね再現できていることがわかる。ただし、北米中部や北大西洋東部では T850 が低温偏差となるなど、実際の 2018 年夏の T850 (図略) とは異なる部分も確認できるが、この点については、大気の内変動による NAO 形成の効果がここでは表れていないことによる可能性が考えられる。日本付近に着目すると、 $\phi 200$ のチベット高気圧の日本付近への張り出しについては有意性が低くあまりはっきりとした偏差として表れてはいないものの、SLP での太平洋高気圧の張り出し、Z500 での日本付近の正偏差、 $\phi 850$ でのモンスーントラフの深まり、といった日本付近に高温をもたらすような 2018 年夏の循環場の特徴については有意性をもって再現できている。



第 8 図 海面水温の解析値を太平洋熱帯域(20°S-30°N,125-270°E)に与え、それ以外の領域には気候値を与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。各要素は第 6 と同様。



第 9 図 海面水温の解析値を太平洋熱帯域(20°S-30°N,125-270°E)に与え、それ以外の領域には気候値を与えたときの AGCM による 2018 年夏の再現実験結果。各要素は第 7 と同様。

6. まとめ

全国的に記録的な高温をもたらされた2018年7月中旬以降の循環場の特徴について、気象庁55年長期再解析データ(JRA-55)を用いて調べた。7月中旬以降は、太平洋高気圧とチベット高気圧の張り出しがともに強かったこともあり、晴れて気温が上昇した。これら高気圧の張り出しには、日本付近において対流圏上層の亜熱帯ジェット気流の北への蛇行が維持され続けたことと、フィリピン付近での積雲対流活動が平年よりも活発であったことが影響している。ジェット気流の蛇行にはユーラシア大陸上のテレコネクションが効いており、これは7月上旬には別の位相で「平成30年7月豪雨」をもたらす方向に働いていたものである。

7月中旬から始まった高温は8月になっても継続し、秋雨前線や台風等による影響を受けやすかった時期があったものの、7月及び夏(6-8月)には、東日本が1946年の統計開始以来1位の高温となるなど、持続的かつ記録的な高温となった。これらの要因としては、地球温暖化による長期的な気温の上昇傾向がまず考えられるが、それに加えて、春以降持続していた北半球中緯度域での対流圏の高温状態についても注目に値する。この中緯度域での高温には、全球的なジェット気流の北偏が関係していると考えられるが、この北偏には北太平洋熱帯付近の海面水温が平年よりも高い状態が春以降持続していたことが寄与している可能性がある。

海面水温による影響については、AGCMによるSST感度実験で調査したところ、2018年夏の高温をもたらしたような循環場にはSSTも寄与していると考えられ、具体的には、ジェット気流の北偏及び北半球中緯

度での高温や、日本付近での太平洋高気圧の張り出しとモンスーントラフの深まり、そしてチベット高気圧の張り出しについて、SST起源で説明できる部分が多いことがわかった。また、SSTの寄与について太平洋熱帯域のみに着目したとしても、太平洋南北モード的なSST南北偏差によってITCZ帯での積雲対流活動が北偏し、それがハドレー循環の変化をもたらしジェット気流を北偏させ、また松野-ギル応答によってモンスーントラフを深めることで、おおむね全球SST実験で再現されたような循環場を示すことができることがわかった。ただし、SST感度実験では、NAO指数が正となるようなSLP偏差について、全球にSSTを与えた場合でさえも再現できていないため、2018年夏の循環場の特徴はSSTからの寄与のみでは説明できず、やはり本稿の前半部分で言及したような大気側の内部変動についても十分に考慮に入れる必要がある。また、高温に関しては近年の地球温暖化による影響も考えられるため、その寄与の割合については、イベントアトリビューション等による詳細な調査(例えば、Imada et al. 2018)が必要である。

7. 参考文献

- Chiang, J., and D. Vimont (2004), Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of tropical atmosphere-ocean variability, *J. Clim.*, 17(21), 4143–4158.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129,

- 157-178.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905.
 - Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Intl. J. Climatol.*, 25, 865–879.
 - Harada, Y., H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, S. Kobayashi, Y. Ota, H. Onoda, K. Onogi, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2016: The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability, *J. Meteor. Soc. Japan*, 94, 269-302, doi:10.2151/jmsj.2016-015.
 - Hoskins, B. J., and M. J. Rodwell, 1995: A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1329–1340.
 - Imada, Y., Shiogama, H., Takahashi, C., Watanabe, M., Mori, M., Kamae, Y., and Maeda, S, 2018: Climate change increased the likelihood of the 2016 heat extremes in Asia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), S97-S101.
 - Japan Meteorological Agency, 2018: Primary factors behind the Heavy Rain Event of July 2018 and the subsequent heatwave in Japan from Mid-July onward. Available online, <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouon20180810.pdf> (in Japanese).
 - Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano (2006), Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in - situ observations [in Japanese], *Weather Bull.*, 73, s1-s18.
 - Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi , 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
 - Maeda, S., Y. Urabe, K. Takemura, T. Yasuda, and Y. Tanimoto, 2016: Active role of the ITCZ and WES feedback in hampering the growth of the expected full-fledged El Nino in 2014. *SOLA*, 12, 17-21, doi:10.2151/sola.2016-004.
 - Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25–43.
 - Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373–390.
 - Toyoda T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved analysis of seasonal-interannual fields using a

- global ocean data assimilation system. Theoretical and Applied Mechanics Japan, 61, 31-48, doi: 10.11345/nctam.61.31.
- Yamaguchi, H., D. Hotta, T. Kanehama, K. Ochi, Y. Ota, R. Sekiguchi, A. Shimpo, and T. Yoshida, 2018: Introduction to JMA's new Global Ensemble Prediction System. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., submitted.
 - Zhang, W., G.A. Vecchi, H. Murakami, G. Villarini, and L. Jia, The Pacific Meridional Mode and the occurrence of tropical cyclones in the Western North Pacific, Journal of Climate, 29(1), 381-398, 2016.